海洋学报 Haiyang Xuebao
ISSN 0253-4193
CN 11-2055/P

北冰洋夏秋季大浪事件的特征分析

徐枭阳，张大千，张录军

Characteristics analysis of summer-autumn extreme wave events in the Arctic Ocean

Xu Xiaoyang, Zhang Daqian, Zhang Lujun

在线阅读 View online: https://doi.org/10.12284/hyxb2024037

徐枭阳, 张大千, 张录军. 北冰洋夏秋季大浪事件的特征分析[J]. 海洋学报, 2024, 46(4): 13–22, doi:10.12284/hyxb2024037

Xu Xiaoyang, Zhang Daqian, Zhang Lujun. Characteristics analysis of summer-autumn extreme wave events in the Arctic Ocean[J]. Haiyang Xuebao, 2024, 46(4): 13–22, doi:10.12284/hyxb2024037

北冰洋夏秋季大浪事件的特征分析

徐枭阳[1]，张大千[1]，张录军[1*]

(1. 南京大学 大气科学学院, 江苏 南京 210023)

摘要: 本文利用 ERA5 再分析资料, 使用超阈值方法筛选得到了 1979−2021 年 8−10 月北冰洋各海域的极端大浪事件数据集, 分析了大浪事件的频数、极端波高的变化、海浪能流和浪向分布特征以及大浪事件中的海冰变化。结果表明: 随着海冰减少, 北极大浪活动范围扩大, 除巴伦支海以外的海域都存在大浪活动增多的现象, 东西伯利亚海、拉普捷夫海的极端波高以约 3.5 cm/a 和 2 cm/a 的速度显著增长, 事件频数增长到约每年 4 起; 相比其他海域, 拉普捷夫海的大浪浪向以偏南为主, 波浪更易传播到冰区, 平均能流为 5～8 kW/m。大浪事件伴随的海冰变化主要发生在边缘冰区, 与风场方向有关: 向冰风场更多时候伴随着海冰减少, 而离冰风场更多伴随着海冰增加。

关键词: 北冰洋; 海浪; 海冰; 极端事件; POT 方法

中图分类号: P731.22　　**文献标志码:** A　　**文章编号:** 0253−4193(2024)04−0013−10

1　引言

自 1979 年有卫星记录以来, 北极海冰正在以大约每 10 年 3.8% 的速度减少, 2007 年 9 月和 2012 年 9 月的北极海冰面积先后达到最低记录[1], 分别为 4.17×10^6 km^2 和 3.4×10^6 km^2。海冰覆盖减少导致开阔水域面积增大, 同时海冰融化的提前以及生长的推后使得开阔水域存在的时间延长[2], 这让北极航道通航成为可能, 并使海浪成为北极的环境特征之一。

前人对北极海浪的研究多关注其气候态变化。由于冬春季节海冰覆盖较多, 研究者更多地关注了夏秋季节或全年平均情况下的北极海浪气候[3–5]。这些研究结果显示, 北冰洋的海浪波高有年际增长趋势。例如, Francis 等[3] 和 Liu 等[4] 利用卫星高度计资料研究了北冰洋太平洋扇区的波高变化, 发现年平均波高以 0.025 m/a 的速率增长, 8–9 月的平均波高以 0.1～0.3 m/(10 a) 的速率增长; Wang 等[5] 则通过再分析资料发现太平洋扇区的平均波高和周期存在增长, 并指出海浪变化不能完全由北冰洋风速的变化来解释, 还需要考虑海冰的影响。除了海浪气候态的变化外, 还有一些针对北极极端海浪的研究。Waseda 等[6] 指出北冰洋极端波高的增长与极端风速增长有关, 并在此基础上进一步发现大多数极端海浪事件与气旋的活动有关[7], 且与气旋有关的海浪事件存在增长。Stopa 等[8] 提到了 2006 年 9−10 月出现在波弗特−楚科奇海的两次海浪事件, 如图 1 所示, 阴影部分的事件中均出现海冰覆盖度下降的现象。

大浪可以对海冰和海岸线产生破碎和侵蚀作用[8–10], 但目前针对北冰洋大浪的研究较少。在海冰减少背景下, 我们需要了解北极大浪事件有何年际变化, 以及大浪事件是否都伴随着类似图 1 的海冰变化。因此, 本研究的目标首先是筛选出北冰洋各海域的大浪事件, 然后分析这些大浪事件的特征、变化以及它们与海冰之间的相互影响, 目的是为了加深对北极海浪活动的认识, 并为将来进一步研究冰−浪相互作用以及北极航道通航提供参考。

收稿日期: 2024−01−09; **修订日期:** 2024−03−21。

基金项目: 国家自然科学基金项目(42175172, 41975134)。

作者简介: 徐枭阳(1999—), 男, 四川省乐山市人, 主要从事北极海浪研究。E-mail: MG21280046@smail.nju.edu.cn

*** 通信作者:** 张录军(1970—), 男, 山东省寿光市人, 博士, 教授, 主要从事极区海-气-冰相互作用和海冰预报研究。E-mail: ljzhang@nju.edu.cn

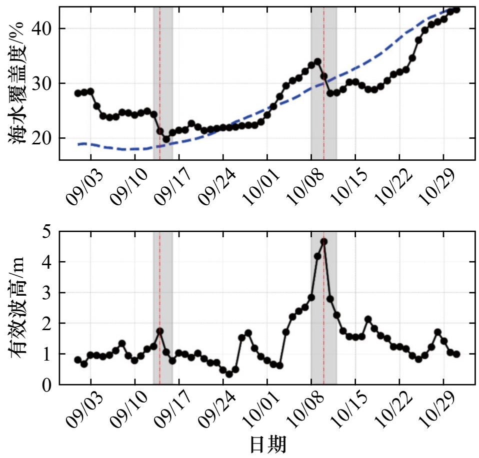

图 1 2006 年 9−10 月波弗特−楚科奇海的海冰覆盖度和有效波高逐日变化曲线

Fig. 1 Daily variations in sea ice coverage and significant wave height in the Beaufort-Chukchi Sea for September to October 2006

蓝线为多年平均的海冰覆盖度，阴影区域标注了伴随海冰减少的海浪事件，红色虚线为波高达到最大的时刻

Extreme wave events with sea ice reduction are shaded. The blue line represents the multi-year average of sea ice coverage, and the red dashed line indicates the moment of maximum wave height

2 数据与方法

2.1 数据介绍

前人研究主要采用了卫星高度计资料[3−4]、模式后报数据[8] 以及再分析数据产品[5−6]，它们均具有时空覆盖率较高的特点，但卫星资料还需要进行订正和预处理才能用于气候分析。相比卫星资料，欧洲中期天气预报中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF）发布的第五代再分析数据（ERA5）[11] 提供的海浪要素种类丰富（包括有效波高、平均周期、平均波向等），数据覆盖全球、时间序列长且分辨率更高（空间分辨率为 0.5°，时间分辨率为逐小时）。本研究事先将 ERA5 数据与美国浮标中心（National Data Buoy Center, NDBC）的浮标数据和 Waseda 等[6] 使用的浮标数据进行了对比，结果显示 ERA5 数据精度良好（与浮标数据相关系数为 0.96，均方根误差为 0.24 m），适用于北冰洋大浪事件的筛选和海浪气候研究。本文选用 1979−2021 年 8−10 月逐 3 小时的风浪波高资料用于大浪事件的筛选，使用平均周期进行海浪能流密度的计算。海浪能流密度（WP）的计算公式为[12]

$$\mathrm{WP}=\frac{\rho g^2}{64\pi}H_s^2T_e, \tag{1}$$

式中，H_s代表海浪有效波高；T_e代表能量周期。T_e可以用平均周期T_m估计，$T_e\approx0.538\times T_m$。在 ERA5 中，海浪方向为 0°表示自北而来，为 90°表示自东而来。还需要指出的是，ECMWF 的海浪模式 WAM 对于冰区海浪的模拟只考虑了海冰密集度小于 0.3 范围内的海浪，但本文的重点是研究北冰洋水面的大浪事件特征，这不会对本文结果产生影响。此外，本文还使用由美国冰雪数据中心（National Snow and Ice Data Center, NSIDC）提供的逐日海冰密集度和海冰运动资料。下文中将“有效波高”统一简称为“波高”，边缘冰区均指海冰密集度为 0～0.3 的区域。

2.2 研究方法

本文延用 Liu 等[4]、Parkinson 等[13] 和 Meier 等[14] 等对北极海域的分区方式，如图 2a 所示，并使用超阈值峰值法（Peak Over Threshold, POT）[15−17] 对各个海域的

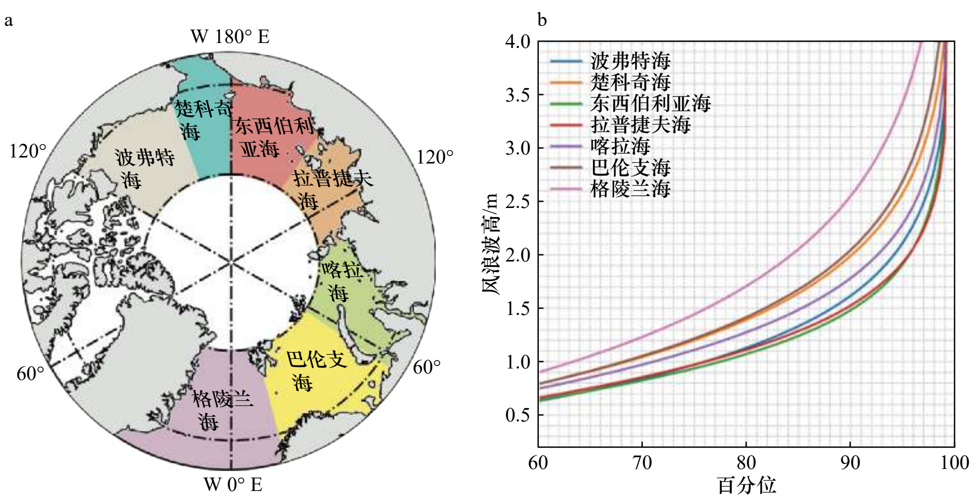

图 2 北冰洋各海域分区示意图（a）和各海域风浪波高百分位曲线（b）

Fig. 2 Subregions of the Arctic Ocean used for regional analysis (a) and percentile curves of significant wave heights for each sea (b)

海浪事件进行筛选。POT 方法的具体操作是: 当某个海域的最大风浪波高超过给定阈值时, 认为发生了一次海浪事件, 而后当该海域最大风浪波高降到阈值以下时认为此次事件结束, 两次事件之间的间隔不小于 24 h 。POT 方法的识别拥有较高的准确度, 其不确定性主要发生在局部海域存在多个风暴活动的情形下, 但这种情况为少数[17]。本研究选择 3 m 作为 POT 方法的阈值, 该阈值在各个海域均超过了 90 分位 (如图 2b 所示, 超过格陵兰海 90 分位, 超过其他海域 95 分位), 这保证了筛选出的大浪事件具有极端性和研究意义。经筛选得到的各海域超 3 m 的大浪事件样本数如表 1 所示。

表 1　1979−2021 年 8−10 月各海域利用 POT 方法筛选出的极端海浪事件样本数统计

Table 1　Statistical summary of the number of extreme wave event samples selected using the POT method in various sea regions from August to October, 1979−2021

	波弗特海	楚科奇海	东西伯利亚海	拉普捷夫海	喀拉海	巴伦支海	格陵兰海
8月	58	94	39	54	95	187	246
9月	117	164	70	87	162	285	285
10月	146	219	79	62	277	307	214
总计	321	477	188	203	534	779	745

本文中对于海冰面积输运的计算参考前人的做法[18], 对于某一确定边界, 该边界上的海冰面积输运量计算公式为

$$F = W\sum_{i=1}^{M-1} s_i c_i \qquad (i = 1,2,\cdots,M-1), \qquad (2)$$

式中, F 为海冰面积通量; W 为网格宽度; M 为边界上格点数量; s_i 为格点处与边界正交的海冰运动速度; c_i 为格点处的海冰密集度。

3　结果分析

3.1　大浪事件的年际−年代际变化

北冰洋大西洋扇区直接与大西洋相连, 一直存在较强的海浪活动。其他海域在 8−10 月处于海冰的融化末期和生长初期, 其间存在许多开阔水域且表面风速存在季节性增长[8], 有时也可出现超过 3 m 的大浪[6]。本小节首先分析 1979−2000 年和 2000−2021 年两个时期北冰洋夏秋季 (8−10 月) 出现超过 3 m 大浪的累计时长, 结果如图 3 所示。北冰洋出现超 3 m 大浪较多的海域有格陵兰海、巴伦支海、波弗特−楚科奇海、巴芬湾以及喀拉海, 其中格陵兰海和巴伦支海的 3 m 大浪累计时长在 4 000～10 000 h, 明显高于其他海域。东西伯利亚海和拉普捷夫海发生大浪的时间相对较短, 约 500 h。前期 (1979−2000 年) 与后期 (2000−2021 年) 的大浪累计时长差异如图 3c 所示, 除了巴伦支海, 其他海域的大浪活动均有增多。格陵兰岛东部海域、喀拉海北部以及楚科奇−波弗特海的 3 m 大浪累计时长分别增加了约 1 800 h、1 400 h 和 1 600 h。随着喀拉海以东至波弗特海的平均海冰边缘的北移, 这些海域的大浪活动区域也向北移动。

大浪事件达到的最大波高可以作为事件强度的特征量, 其年际变化结果如图 4 所示。东西伯利亚海、拉普捷夫海的事件最大波高存在显著增长 (通过 0.05 显著性水平统计检验), 增长速率约为 3.5 cm/a 和 2 cm/a。东西伯利亚海在 2020 年最大波高达到 6.5 m, 拉普捷夫海近年的最大波高超过 5 m。波弗特−楚科奇海、喀拉海的最大波高存在略微增长, 但不显著。格陵兰海最大波高无明显趋势, 而巴伦支海的最大波高有显著减小趋势, 变化速率约−3.6 cm/a。大浪事件频数的年际变化结果如图 4h 所示, 波弗特海、东西伯利亚海、拉普捷夫海和喀拉海的大浪事件频数存在显著增长 (通过 0.1 显著性水平统计检验), 增长速率分别为: 0.1 起/a、0.11 起/a、0.11 起/a 和 0.07 起/a。楚科奇海有略微增长但不显著。东西伯利亚海和拉普捷夫海在 20 世纪 80 年代由于海冰覆盖较多, 几乎不存在大浪活动, 随着海冰范围减少, 东西伯利亚海和拉普捷夫海的大浪事件频数增长到约每年 4 起。巴伦支海−格陵兰海的海浪活动较活跃, 每次大浪事件的持续时间较长, 使用大浪累计时长更能表征该海域大浪活动的变化, 即图 3 的结果。Liu 等[4] 使用卫星高度计资料分析了各海域平均波高和 90、99 分位波高的年际变化, 反映了拉普捷夫海等海域极端波高的增长, 与本节内容存在一定联系, 但该研究的时间序列跨度较短 (1996−2015 年), 且极端波高往往出现在大浪天气过程当中, 3.2 节和 3.3 节将进一步分析事件

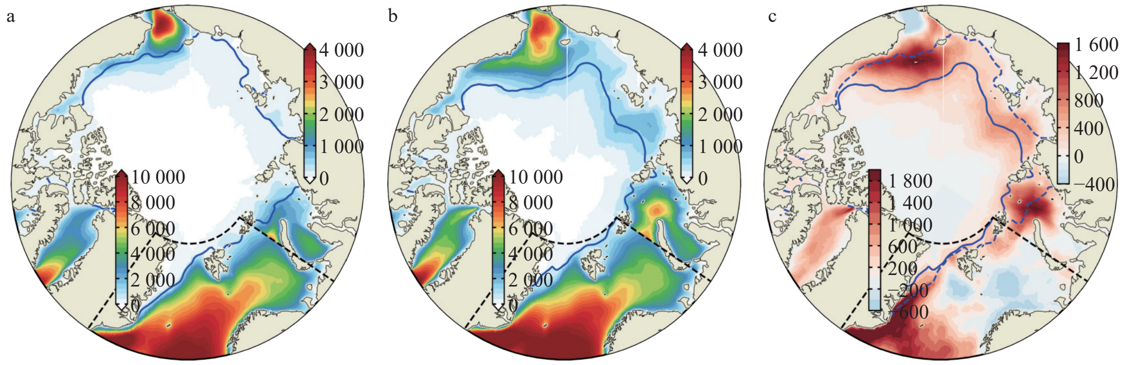

图 3　北极夏秋季(8−10 月)大浪(波高>3 m)活跃时间(单位: h)在 1979−1999 年(a)和 2000−2020 年(b)的空间分布及两时期差异(c)

Fig. 3　Spatial distribution of active hours of extreme waves (wave height > 3 m) during the Arctic summer−autumn (August−October) in 1979−1999 (a) and 2000−2020 (b), along with the differences between the two periods (c)

蓝线为海冰密集度 0.3 平均位置; 大西洋一侧由于海浪活动明显强于其他区域, 单独使用了一套色板

The blue line represents the average position of sea ice concentration at 0.3; a separate colorbar is used for the Atlantic sectiondue to significantly stronger wave activity than other regions

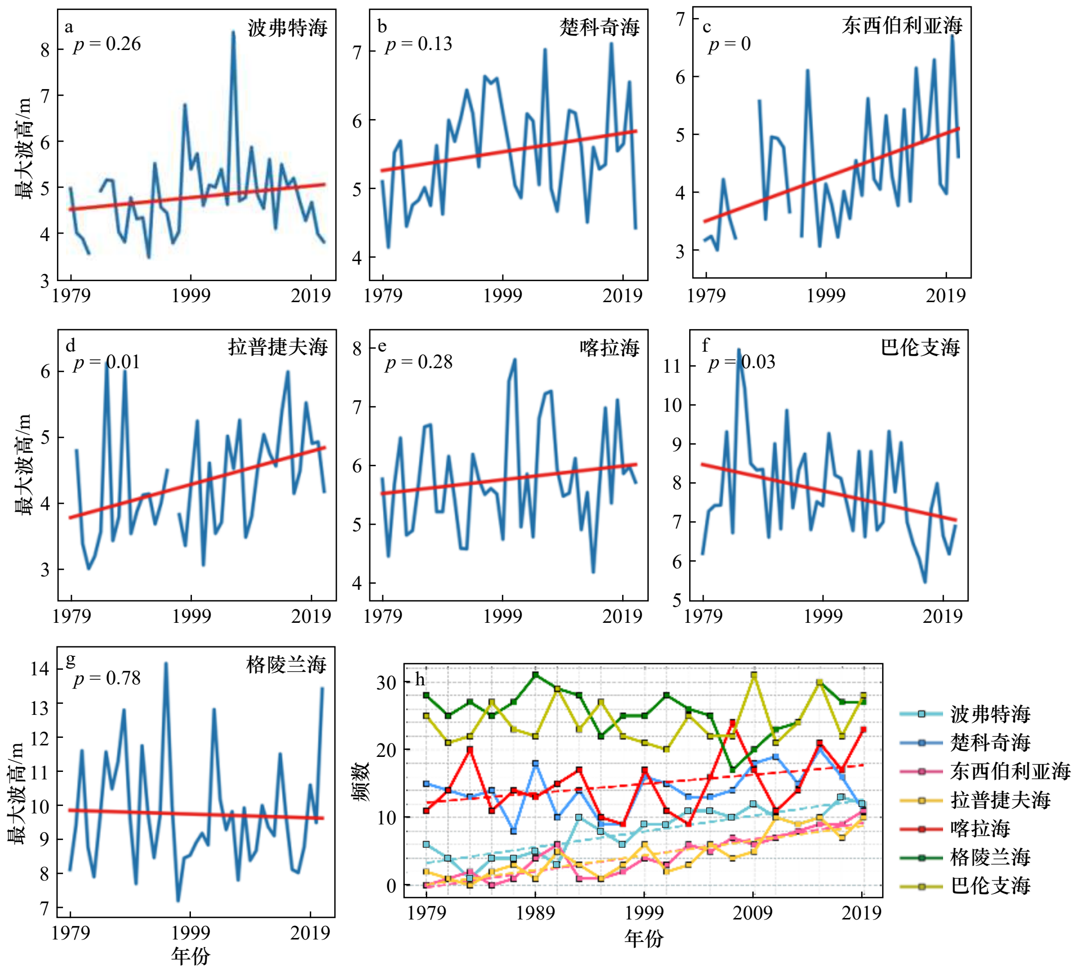

图 4　各海域 8−10 月大浪事件最大波高的年际变化(a−g)和大浪事件频数年际变化(h)

Fig. 4　Interannual variations in the maximum wave heights of extreme wave events in various sea regions from August to October (a−g) and interannual variations in the number of extreme wave events (h)

通过 0.1 显著性水平统计检验的趋势线用虚线画出

Trend lines determined through statistical tests at a 0.1 significance level are represented by dashed lines

过程中的浪向、能流以及海冰变化。

3.2　浪向和能流分布特征

本节分析表 1 中各海域大浪事件期间的浪向频率分布, 如图 5 所示。楚科奇海夏秋季(8–10 月)大浪的主导浪向均为东北方向, 波弗特海 8 月大浪主导浪向偏西, 9–10 月转变为以偏东为主, 这与波弗特高压的活动有关[19]。东西伯利亚海 8 月西北方向大浪较多, 9 月大浪主导浪向不明显, 10 月偏东大浪较多。拉普捷夫海 8–10 月偏东偏南的大浪较多, 特别是 10 月份。喀拉海、巴伦支海 9–10 月大浪的浪向分布较均匀。格陵兰海的大浪浪向整体偏东偏北, 这与格陵兰岛盛行反气旋式风场有关[20]。海冰密集度为 0～0.3 的边缘冰区的浪向分布和开阔水域类似, 浪向位于 90°～270°区间的大浪存在向冰传播的分量, 海浪向冰区传播时可能对海冰产生动力破碎作用。北极海域中拉普捷夫海位于此区间的大浪最多(占比超过 60%)。

浪向分布特征决定了大浪能否到达冰区, 为了衡量其动力作用的大小, 本节还计算了北极各海域大浪事件的平均波浪能流(计算公式见 2.1 节), 结果如图 6 所示。8–10 月, 北极大浪事件的波浪能流增大。从频率分布的形状来看, 10 月更容易发生高能浪事件。10 月格陵兰海大浪事件的平均波浪能流达到 15 kW/m, 其他海域平均波浪能流为 8～10 kW/m, 而 8 月各海域大浪事件的平均波浪能流为 5～6 kW/m, 少数事件可超过 10 kW/m。海浪进入冰区会出现能量耗散, 边缘冰区的波浪能流频率分布如图 6 虚线所示。8 月, 喀拉海至波弗特海的边缘冰区平均波浪能流密度为 3～5 kW/m, 格陵兰海和巴伦支海为 1～2 kW/m; 9 月边缘冰区平均波浪能流密度略有增加, 喀拉海至波弗特海为 4～5 kW/m, 格陵兰海和巴伦支海约为 3 kW/m; 10 月边缘冰区平均波浪能流密度超过 5 kW/m。拉普捷夫海和东西伯利亚海边缘冰区的平均波浪能流与开阔水域接近, 其开阔水域面积较小(图 3c), 同时拉普捷夫海具有较多向冰传播的波浪。其他海域边缘冰区的平均波浪能流明显小于开阔水域。总之, 北冰洋夏秋季(8–10 月)边缘冰区的平均波浪能流密度普遍在 5 kW/m 以下, 拉普捷夫海因其主导浪向偏南及拥有相对较大的冰区波浪能流密度, 海浪可以更频繁地对海冰产生影响。

3.3　大浪事件中的海冰变化

大浪事件是否通常伴随着海冰减少？本节首先计算表 1 中大浪事件前后海域的海冰面积变化, 统计结果如图 7a 所示。在 8 月(仍处于海冰融化期), 约 64% 的大浪事件伴随着海冰的减少; 而在 9 月和 10 月(已进入海冰生长期), 分别有约 39% 和 29% 的大浪事件伴随着海冰的减少。若只统计能够传入冰区的大浪事件(浪向所在区间为 90°～270°), 结果如图 7b 所示, 8–10 月伴随海冰减少的大浪事件分别占比约 81%、67% 和 54%, 在生长季仍存在超半数的事件出现了海冰减少。反之, 若只考虑不向冰区传播的大浪事件(浪向所在区间为 0°～90°、270°～360°), 结果如图 7c 所示, 8–10 月伴随海冰减少的事件的比例则约为 60%、32% 和 18%。向冰传播和不向冰传播的大浪事件中, 伴随海冰减少的事件的比例存在明显差别。

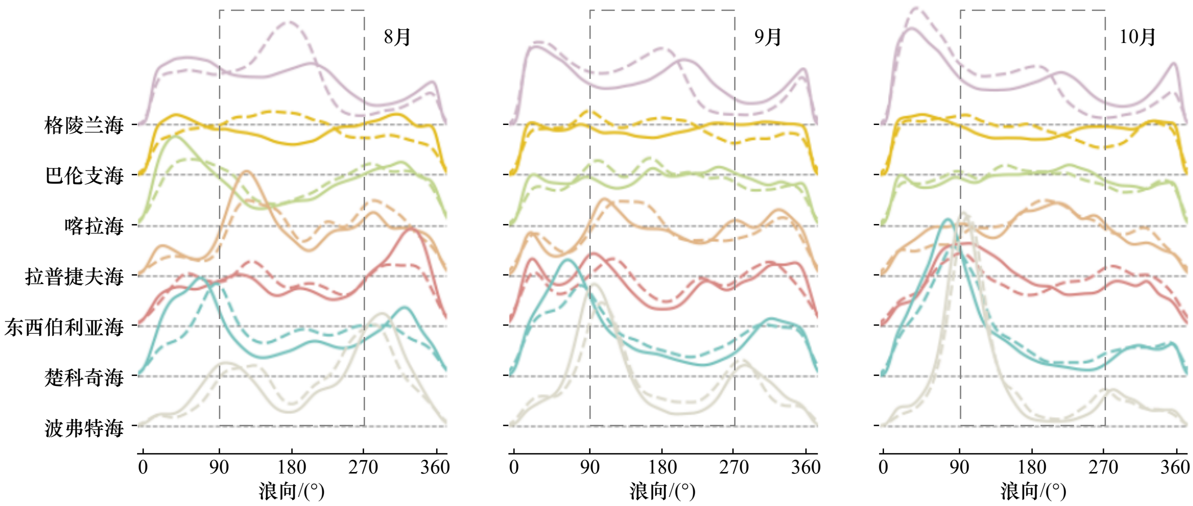

图 5　各海域 8–10 月大浪事件的平均浪向频率分布

Fig. 5　Frequency distribution of average wave direction during extreme wave events in various sea regions from August to October

实线(虚线)为开阔水域(边缘冰区)

Solid (dashed) lines represent open water (marginal ice zones)

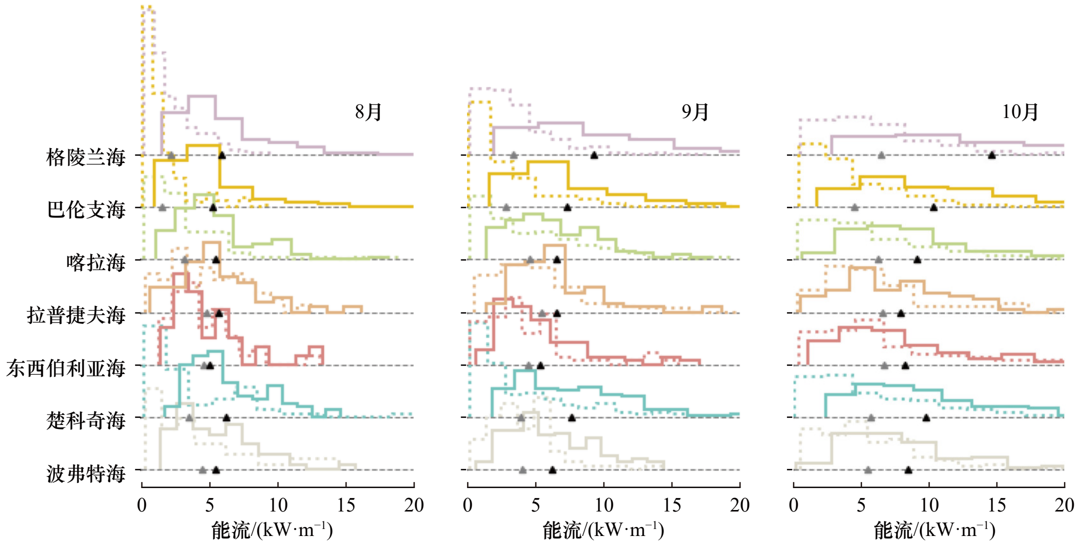

图 6　各海域 8−10 月大浪事件波浪能流 (单位: kW/m) 的频率分布

Fig. 6　Frequency distribution of wave energy flux during extreme wave events in various sea regions from August to October (unit: kW/m)

实线(虚线)为开阔水域(边缘冰区); 黑色(灰色)三角为开阔水域(边缘冰区)的平均波浪能流

Solid (dashed) lines represent open water/marginal ice zones; black (gray) triangles represent average wave energy flux in open water (marginal ice zones)

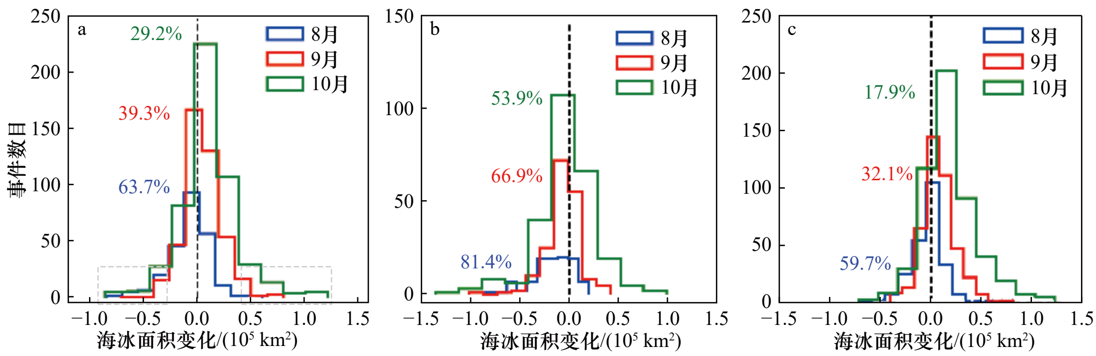

图 7　大浪事件前后海冰面积变化统计(a)、向冰传播的大浪事件前后海冰面积变化统计(b)和不向冰传播的大浪事件前后海冰面积变化统计(c)

Fig. 7　Statistics of sea ice area changes before and after extreme wave events (a), statistics of sea ice area changes before and after extreme wave events propagating towards ice (b) and statistics of sea ice area changes before and after extreme wave events not propagating towards the ice (c)

大浪是否向冰传播与风向有关,因此本小节进一步考查了典型大浪事件的风场特征。本节挑选了3 例伴随大量海冰变化的大浪事件,分别是波弗特海2006 年 10 月 5−11 日和 1998 年 10 月 12−17 日的大浪事件,以及喀拉海 2001 年 10 月 19−22 日的大浪事件,伴随的海冰变化量分别为: −72 000 km^2、75 100 km^2 和−108 400 km^2。如图 8 所示,波弗特海的两次大浪事件均存在高压系统,喀拉海的大浪事件存在气旋系统。由于高压中心位置的不同,波弗特海 2006 年大浪事件在开阔水域为偏东南风,而 1998 年大浪事件为偏北风,风向差异导致产生的大浪分别存在向冰运动和离冰运动。此外,这两次事件期间的平均海冰运动分别为向中央冰区和向开阔水域(图 8d, 图 8e),并伴随着波弗特海边缘冰区的海冰减少和海冰增加。喀拉海 2001 年的大浪事件期间,气旋系统中心位于法兰士约瑟夫地群岛附近,喀拉海位于气旋东侧,这使得海域内的风场和大浪具有向冰运动的特征,海冰出现气旋式运动,并伴随着海域内海冰的大量减少。相反的是,位于气旋西侧的海域存在离冰运动的风场,气旋中心和斯瓦尔巴群岛之间的海域存在海冰增加。需要指出,海浪可以通过破碎等动力作用对海冰产生影响[9, 21]。由于现场观测的稀缺以及对冰−浪相

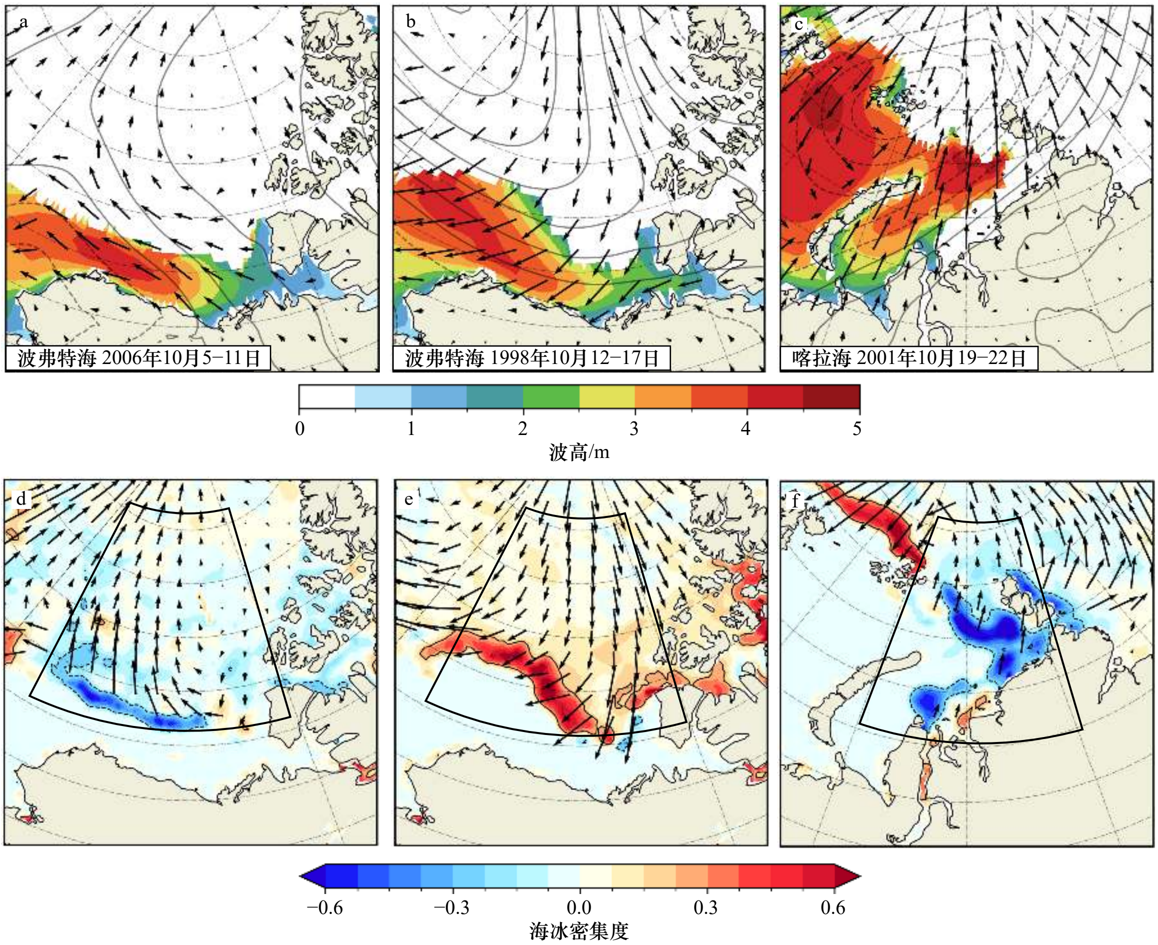

图 8　大浪事件期间平均海平面气压异常(等值线)、10 m 风速(箭头)和波高(填色)(a−c), 大浪事件前后海冰密集度变化(填色)及平均海冰运动场(箭头)(d−f)

Fig. 8　The average SLP anomalies (contours), 10 m wind speed (arrows), and wave height (shading) during the extreme wave events (a−c), changes in sea ice concentration (shading) before and after extreme wave events, along with the average sea ice motion field (arrows) (d−f)

互作用机制认识不全[8], 导致很难去评估海浪动力作用在海冰变化中的贡献, 但图 7 中两类大浪事件中海冰面积变化的差异以及图 8 中向冰和离冰风场对应的海冰变化差异表明: 海浪和表面风场在海冰天气尺度的生消变化中有重要作用, 海浪和风场的向冰(离冰)运动将有利于海冰的消退(生长)。

以上是对大浪事件中海冰变化的讨论。在北极海冰减少的背景下, 大浪事件增多, 各海域的大浪可以发生在不同的海冰范围和风速条件下。本节还统计了喀拉海至波弗特海区域内的大浪事件期间的海冰面积异常和风速异常(异常定义为事件发生期间的平均值与 1979−2021 年气候平均值的差), 如图 9 所示。结果显示, 约 78% 的大浪事件分布在第一、第四象限, 即风速正异常的状况下, 这说明风速是大浪事件发生的主要影响因子, 风速越大越有利于大浪的发生。约 50% 的大浪事件分布在第四象限, 即风速正异常和海冰负异常的情况下, 这说明在同等风速条件下, 海冰负异常更有利于大浪事件的发生。海冰较少的情况下相当于减少了表面摩擦系数, 这有利于表面风的加强[22], 反过来有利于形成大浪。若海冰继续减少, 更多的开阔水域意味着更大风区, 大浪活动会变得更活跃, 涌浪也会增多[23]。

4　讨论

3.3 节波弗特海 2006 年 10 月 5−11 日的大浪事件在 Stopa 等[8] 的研究中提到过, Stopa 等指出该大浪事件后, 海冰密集度 0.15 等值线位置出现了后移, 定性描述了该事件中海浪对海冰变化的影响(详见参考文献 [8] 的第 5 节)。在 3.3 节的个例分析中, 向冰和离冰风场分别对应着海冰的减少和增加, 风场方向的显著差异意味着风应力引起的海冰运动会有不同, 这可能是海冰边缘移动的原因, 也是 Stopa 等未考虑的。

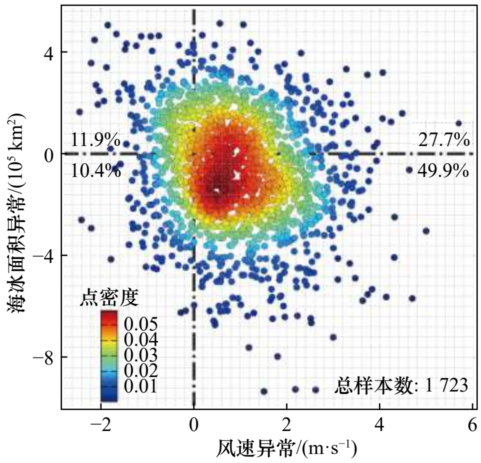

图 9 喀拉海至波弗特海的大浪事件发生期间的海冰面积异常和风速异常散点分布

Fig. 9 Scatter distribution of sea ice area anomalies and wind speed anomalies during the extreme wave events from the Kara Sea to the Bering Sea

因此，本节计算了这 3 起事件期间由于海冰运动引起的海冰面积输运量，计算海冰面积输运所考虑的边界在图 8 中用黑色框线标出，得到的结果分别为：−33 514 km²、19 552 km²、−11 702 km²，占总海冰面积变化量的比例为 46%、26%、11%，该比例是不容忽视的。这一结果说明：海冰运动引起的海冰面积输运也是大浪事件中导致海冰面积变化的原因之一。基于这一点，未来想要评估海浪动力作用对于海冰变化的影响时，不能只度量海冰密集度或海冰面积的变化，因为这其中还掺杂了热力作用、海冰运动（本节指出的）等过程引起的海冰变化。

5 结论与展望

本文利用逐 3 小时的 ERA5 海浪波高数据，使用 POT 方法筛选得到了 1979−2021 年 8−10 月北冰洋各海域大浪事件的数据集，并分析了北极大浪的活跃时间、大浪事件的频数、极端波高的年际变化。结果表明，除巴伦支海以外，北极各海域的大浪活跃时间都增加，特别是波弗特−楚科奇海、喀拉海以及格陵兰岛东部海域；喀拉海至波弗特海的大浪事件的频数和最大波高都存在年际增长，最大增长速率分别为 0.11 起/a 和 3.5 cm/a。同时，本文计算了各海域大浪的浪向和能流分布特征：8−10 月楚科奇海、格陵兰海大浪的浪向主要为东北方向，波弗特海大浪以偏东方向为主，拉普捷夫海偏南的大浪占比最大，而喀拉海和巴伦支海的浪向分布相对均匀。8−10 月北极各海域大浪的平均能流为 5～10 kW/m，冰区平均能流为 2～7 kW/m，拉普捷夫海和东西伯利亚海的冰区平均能流相对较大，为 5～7 kW/m。

大浪事件前后伴随着海冰变化，对事件数据集的分析表明，大浪事件是否伴随海冰减少与大浪的传播方向有关。向冰区传播和不向冰区传播的大浪事件中，伴随海冰减少的事件比例存在显著差异。具体而言，8−10 月，向冰区传播的大浪事件中有 81%、67%、54% 的事件伴随着海冰减少，而不向冰区传播的大浪事件中，这一比例分别为 60%、32%、18%。这两类事件对应着向冰和离冰两种风场，本文挑选的 3 个典型个例中，向冰和离冰风场分别伴随着海冰的减少和增加。不向冰区传播的大浪事件中，也有海冰面积减少的事件发生，这可能与海冰的季节性融化有关，但这种事件的比例占少数。整体而言，向冰风场更多地伴随着海冰减少，而离冰风场更多伴随着海冰增加，海浪和表面风场在海冰天气尺度的生消变化中有着重要作用。此外，在相同风速异常下，海冰面积负异常更有利于大浪事件的发生。

本文关注点在于北极大浪活动本身，但从物理机制上，大浪主要由风场驱动，了解北极表面风场的变化是认识北极海浪变化的重要途径。在北极海冰减少的背景下，有必要继续开展与极端风速、极端风事件有关的北极风暴、北极反气旋（如波弗特高压）等的研究。

参考文献：

[1] Zhang Jinlun, Lindsay R, Schweiger A, et al. The impact of an intense summer cyclone on 2012 Arctic sea ice retreat[J]. Geophysical Research Letters, 2013, 40(4): 720−726.

[2] Frey K E, Moore G W K, Cooper L W, et al. Divergent patterns of recent sea ice cover across the Bering, Chukchi, and Beaufort seas of the Pacific Arctic Region[J]. Progress in Oceanography, 2015, 136: 32−49.

[3] Francis O P, Panteleev G G, Atkinson D E. Ocean wave conditions in the Chukchi Sea from satellite and *in situ* observations[J]. Geophysical Research Letters, 2011, 38(24): L24610.

[4] Liu Qingxiang, Babanin A V, Zieger S, et al. Wind and wave climate in the Arctic Ocean as observed by altimeters[J]. Journal of Climate, 2016, 29(22): 7957−7975.

[5] Wang X L, Feng Yang, Swail V R, et al. Historical changes in the Beaufort–Chukchi–Bering Seas surface winds and waves,

1971–2013[J]. Journal of Climate, 2015, 28(19): 7457−7469.
[6] Waseda T, Webb A, Sato K, et al. Correlated increase of high ocean waves and winds in the ice-free waters of the Arctic Ocean[J]. Scientific Reports, 2018, 8(1): 4489.
[7] Waseda T, Nose T, Kodaira T, et al. Climatic trends of extreme wave events caused by Arctic Cyclones in the western Arctic Ocean[J]. Polar Science, 2021, 27: 100625.
[8] Stopa J E, Ardhuin F, Girard-Ardhuin F. Wave climate in the Arctic 1992–2014: seasonality and trends[J]. The Cryosphere, 2016, 10(4): 1605−1629.
[9] Asplin M G, Galley R, Barber D G, et al. Fracture of summer perennial sea ice by ocean swell as a result of Arctic storms[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2012, 117(C6): C06025.
[10] Casas-Prat M, Wang X L. Sea ice retreat contributes to projected increases in extreme Arctic Ocean surface waves[J]. Geophysical Research Letters, 2020, 47(15): e2020GL088100.
[11] Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. The ERA5 global reanalysis[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2020, 146(730): 1999−2049.
[12] Patra A, Min S K, Son S W, et al. Hemispheric asymmetry in future wave power changes: seasonality and physical mechanisms[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2021, 126(12): e2021JC017687.
[13] Parkinson C L, Cavalieri D J, Gloersen P, et al. Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978–1996[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 1999, 104(C9): 20837−20856.
[14] Meier W N, Stroeve J, Fetterer F. Whither Arctic sea ice? A clear signal of decline regionally, seasonally and extending beyond the satellite record[J]. Annals of Glaciology, 2007, 46: 428−434.
[15] Bell R J, Gray S L, Jones O P. North Atlantic storm driving of extreme wave heights in the North Sea[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2017, 122(4): 3253−3268.
[16] Menéndez M, Méndez F J, Losada I J, et al. Variability of extreme wave heights in the northeast Pacific Ocean based on buoy measurements[J]. Geophysical Research Letters, 2008, 35(22): L22607.
[17] Myslenkov S, Platonov V, Kislov A, et al. Thirty-nine-year wave hindcast, storm activity, and probability analysis of storm waves in the Kara Sea, Russia[J]. Water, 2021, 13(5): 648.
[18] Wang Xue, Lu Ran, Wang Shaoyin, et al. Assessing CMIP6 simulations of Arctic sea ice drift: Role of near-surface wind and surface ocean current in model performance[J]. Advances in Climate Change Research, 2023, 14(5): 691−706.
[19] 郝光华, 沈辉, 田忠翔, 等. 北冰洋高纬度区域海冰及气象特征分析 [J]. 海洋学报, 2021, 43(7): 90−99.
Hao Guanghua, Shen Hui, Tian Zhongxiang, et al. The characteristics of sea ice and atmospheric factors over the high latitude Arctic region[J]. Haiyang Xuebao, 2021, 43(7): 90−99.
[20] 牟龙江, 赵进平. 格陵兰海海冰外缘线变化特征分析 [J]. 地球科学进展, 2013, 28(6): 709−717.
Mu Longjiang, Zhao Jinping. Variability of the Greenland Sea ice edge[J]. Advances in Earth Science, 2013, 28(6): 709−717.
[21] Collins III C O, Rogers W E, Marchenko A, et al. *In situ* measurements of an energetic wave event in the Arctic marginal ice zone[J]. Geophysical Research Letters, 2015, 42(6): 1863−1870.
[22] Mioduszewski J, Vavrus S, Wang Muyin. Diminishing Arctic sea ice promotes stronger surface winds[J]. Journal of Climate, 2018, 31(19): 8101−8119.
[23] Thomson J, Rogers W E. Swell and sea in the emerging Arctic Ocean[J]. Geophysical Research Letters, 2014, 41(9): 3136−3140.

Characteristics analysis of summer-autumn extreme wave events in the Arctic Ocean

Xu Xiaoyang[1], Zhang Daqian[1], Zhang Lujun[1]

(1. *School of Atmospheric Sciences*, *Nanjing University*, *Nanjing* 210023, *China*)

Abstract: This study used ERA5 reanalysis data to collect an extreme wave event dataset for various regions in the Arctic Ocean during August to October from 1979 to 2021. The analysis focused on the frequency of extreme wave events, changes in extreme wave heights, features of wave power and wave direction distribution, as well as the change of sea ice during wave events. The results suggest that as sea ice decreases, the range of extreme wave activity in the Arctic expands. All regions, except the Barents Sea, exhibit an increase in the occurrence of extreme wave events. In particular, extreme wave heights in the East Siberian Sea and Laptev Sea have significantly increased at rates of approximately 3.5 cm/a and 2 cm/a, respectively, with event frequency reaching around 4 events per year. The dominant wave direction in the Laptev Sea is southerly, facilitating more frequent wave propagation into the ice zone compared to other seas, with an average wave energy flux ranging from 5−8 kW/m. The changes in sea ice within extreme wave events primarily occur in the marginal ice zones and are associated with wind direction: sea ice is more likely to decrease with on-ice winds, while it is more likely to increase with off-ice winds.

Key words: Arctic Ocean; ocean wave; sea ice; extreme event; POT method